

LES PRINCIPAUX ASPECTS DE LA DESSALURE DES EAUX SUPERFICIELLES DU PACIFIQUE TROPICAL SUD-OUEST

J. R. DONGUY, G. HENIN, F. ROUGERIE

Océanographes de l'O.R.S.T.O.M., Centre de Nouméa - BP. A5 - Nouméa-Cedex

RÉSUMÉ

Dans le Pacifique tropical sud-ouest, l'eau dessalée a deux origines : la partie occidentale du Pacifique et le nord-est de la Polynésie. Elle est généralement formée dans des zones où les précipitations sont fortes, puis transportée par advection zonale ; cependant la zone dessalée située au nord de la Polynésie pourrait aussi être alimentée par l'advection méridienne de l'eau boréale à travers l'équateur.

ABSTRACT

In the south-western tropical Pacific, the desalted water has two origins : the western part of the Pacific Ocean and the north of Polynesia. The desalted water is usually generated in areas where rainfall is strong, and then carried away by zonal advection ; however, the desalted area located north of Polynesia could also be supplied by meridian advection through the equator.

I. INTRODUCTION.

Les données océanographiques concernant le Pacifique sud sont rares car il a peu bénéficié, contrairement au Pacifique nord, des travaux entrepris par les nations à forte vocation maritime que sont le Japon, les États-Unis et l'U.R.S.S. D'après SVERDRUP *et al.* (1942), le Pacifique sud-ouest est la zone de contact entre l'eau subtropicale salée formée dans le Pacifique central au sud des îles Tuamotu et l'eau dessalée provenant de la bordure occidentale du Pacifique. REID (1969) a dressé deux cartes saisonnières des salinités superficielles de tout le Pacifique : l'une à l'aide d'observations faites de novembre à avril (été austral), l'autre à l'aide d'observations faites de mai à octobre (hiver austral). Elles montrent qu'en été le prin-

cipal gradient horizontal se trouve entre 180° et 160° W alors qu'en hiver il est situé plus à l'ouest entre 170° E et 180°. L'isohaline 36,0 ‰, dont le tracé peut être considéré comme une schématisation de l'extension de l'eau subtropicale, atteint 10° S et 170° W en hiver ; plus à l'ouest, le maximum de salinité a tendance à se scinder en deux parties dont la principale est située au sud de 15° S.

II. LES DEUX ZONES DESSALÉES DU PACIFIQUE SUD-OUEST.

Aux croisières américaines faites de 1950 à 1960 a succédé, dans le Pacifique sud-ouest, un gros effort de recherche fourni par les océanographes du

CSIRO (Australie) et du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa. Les nouvelles observations apportent un complément efficace aux schémas existants. C'est ainsi qu'a été établie (fig. 1) la carte des salinités superficielles moyennes avec les données déjà utilisées en grande partie par REID (*op. cit.*), dont on a pris la moyenne le long des méridiens 174° W, 167° W, 160° W, 153° W, 140° W, 132° W et que l'on a complétées par celles fournies entre 1966 et 1968 par les croisières du N.O. *CORIOLIS* aux longitudes 170° E et 180°. Sur cette carte, limitée à 170° E à l'ouest, à 130° W à l'est et à 20° S au

sud, on distingue deux zones dessalées : l'une, à l'ouest, atteint 170° W ; l'autre, au nord-est, beaucoup moins étendue, atteint 155° W. D'après MERLE, ROTSCHI, VOITURIEZ (1969), la zone dessalée occidentale est associée à la présence du contre-courant équatorial sud dont la largeur peut dépasser plusieurs degrés de latitude à 170° E ; les eaux de faible salinité seraient donc entraînées vers l'est jusqu'à la masse subtropicale plus salée. Dans la zone de contact, de nouvelles données étaient nécessaires pour combler le vide qui apparaît entre 180° et 160° W.

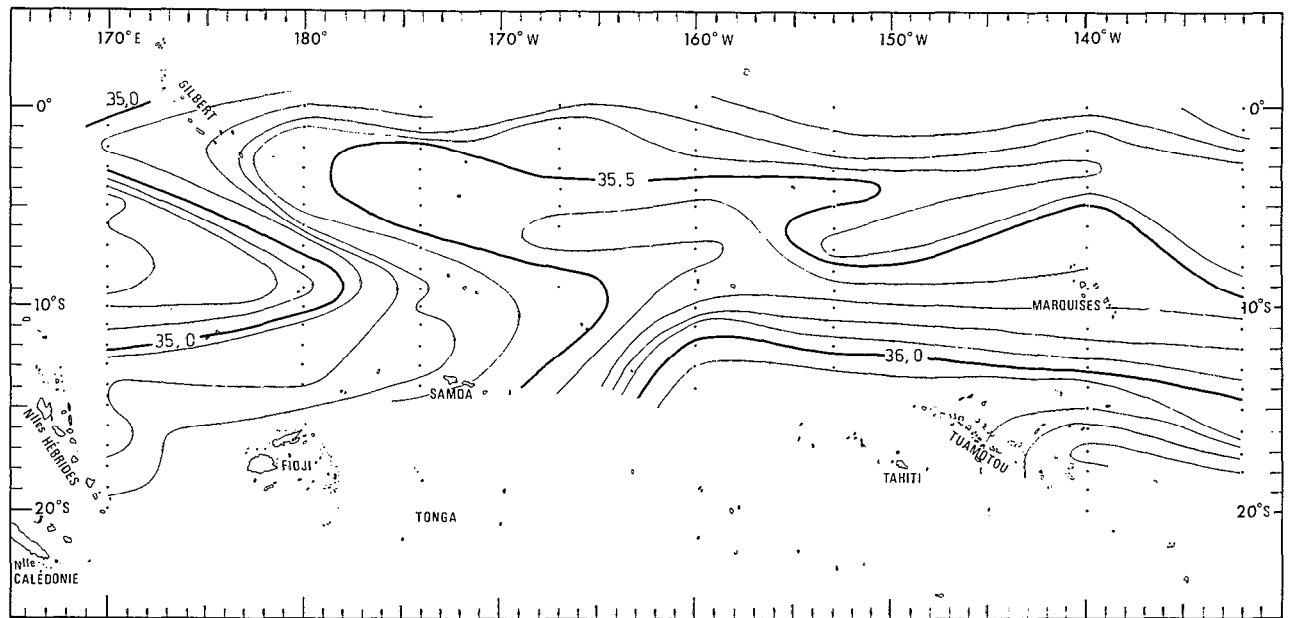


Fig. 1. — Salinité moyenne superficielle dans le Pacifique tropical sud évaluée le long des méridiens 170° E, 180°, 174° W, 160° W, 153° W, 140° W et 132° W.

Le N.O. *CORIOLIS* a donc effectué en juin-juillet 1970 la croisière *DANAÏDES* de 6° S à 20° S et de 177° W à 164° W. La distribution superficielle de la salinité (fig. 2) obtenue pendant cette croisière et complétée par les observations faites un mois plus tard à 167° E (croisière *ÉPONITE*) ressemble à la distribution des salinités moyennes (fig. 1) : les zones dessalées ont une forme semblable et les minima de salinité sont à peu près à la même latitude. De même, les renseignements apportés par les croisières *STYX* et *BURTON ISLAND* de la Scripps Institution of Oceanography (fig. 3) faites en 1968 à peu près à la même saison que la croisière *DANAÏDES*, révèlent un champ de salinité superficielle présentant une grande similitude avec le tracé de la figure 2. Cependant, la zone dessalée, pendant la croisière *DANAÏDES*, apparaît beaucoup

plus étendue que sur la carte de distribution moyenne des salinités superficielles (fig. 1) et que sur celle de la distribution des salinités superficielles des croisières *STYX* et *BURTON ISLAND* (fig. 3). En début d'hiver austral, les valeurs mesurées sont aussi basses que celles indiquées par REID (*op. cit.*) pour l'été austral. D'après la topographie dynamique de la surface de la mer relative à 1000 décibars de la croisière *DANAÏDES* (DONGUY, HENIN, JARRIGE, ROUGERIE, 1974), la partie méridionale de l'eau dessalée est entraînée vers l'est par le contre-courant équatorial sud tandis que l'eau subtropicale plus salée est emmenée vers l'ouest par le courant équatorial. Cependant, il semble que l'advection ne puisse expliquer totalement une avancée aussi importante de l'eau dessalée dans le Pacifique central ni sa persistance à une date aussi tardive.

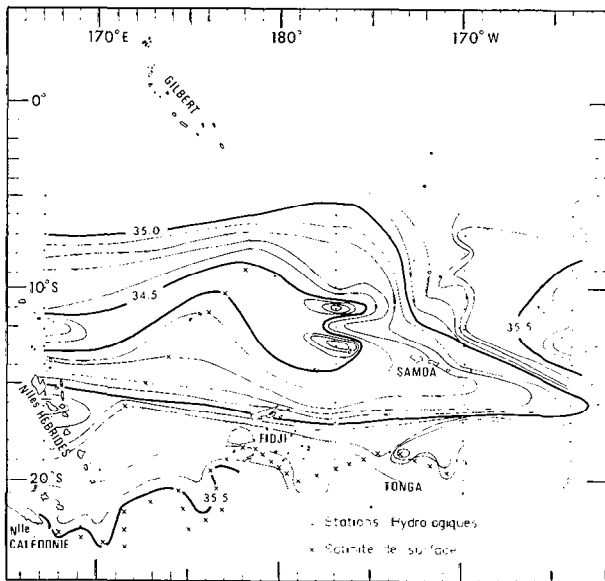


Fig. 2. — Salinité superficielle pendant les croisières *DANAÏDES* (juin-juillet 1970) et *ÉPONITE* (août 1970).

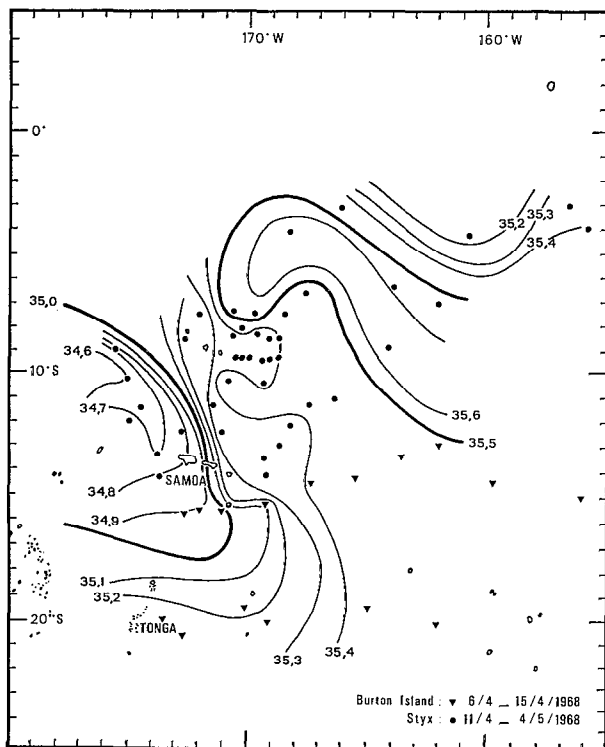


Fig. 3. — Salinité superficielle pendant les croisières *BURTON ISLAND* (avril 1968) et *STYX* (avril-mai 1968) de la Scripps Institution of Oceanography.

La figure 1 met aussi en évidence une deuxième zone dessalée, située au nord de la Polynésie, et particulièrement nette sur la carte (fig. 4) qui groupe les salinités superficielles de trois croisières différentes faites entre septembre et décembre 1961 : une importante zone dessalée s'étend au sud de l'équateur entre 155° W et 140° W. Des données de surface recueillies à des dates différentes font apparaître une situation similaire; l'origine de cette eau reste à déterminer.

La formation de ces deux zones dessalées sera étudiée ci-après en commençant par celle de la partie occidentale du Pacifique sud.

III. FORMATION DES EAUX DESSALÉES SUPERFICIELLES.

1. Les eaux dessalées de la partie occidentale du Pacifique sud.

Pendant la croisière *DANAÏDES* (fig. 2), les eaux de salinité inférieure à 35,0 ‰ atteignaient 164° W et celles de salinité inférieure à 34,5 ‰, 180°. La présence de cette nappe d'eau très dessalée aussi loin à l'est constitue un phénomène dont l'ampleur était peu prévisible et dont les mécanismes d'entretien, advection aussi bien que dilution locale, méritent d'être élucidés.

Depuis 1970, l'observation continue de la salinité de surface entre la Nouvelle-Calédonie et le Japon montre qu'en février, au voisinage des îles Salomon, apparaît une eau de salinité inférieure à 34,5 ‰ qui suit le déclenchement de la mousson de nord-ouest dans le Pacifique occidental. Le transport en 4 ou 5 mois de 160° E à 170° W de cette eau dessalée suppose une vitesse moyenne de 0,6 à 0,8 nœuds. Les observations directes et les calculs des vitesses géostrophiques faites à 170° E permettent d'estimer la vitesse maximale du contre-courant équatorial sud à 0,5-0,6 nœuds, limite inférieure de l'hypothèse précédente. Cependant, l'estimation des vitesses géostrophiques du flux Est d'après les mesures faites pendant la croisière *DANAÏDES* donnent une vitesse maximale de 0,4 nœuds, vitesse peu compatible avec la présence d'eau dessalée jusqu'à 164° W. La considération des flux géostrophiques évalués de la surface à 200 mètres de profondeur (fig. 5) montre aussi que le flux Est du contre-courant équatorial sud diminue brusquement à l'est de 170° W où ses eaux sont reprises par le flux Ouest le bordant au nord et au sud. Sans remettre en cause le transport par advection, prouvé par la continuité de la nappe dessalée entre l'ouest du Pacifique sud et 164° W, il paraît donc nécessaire de faire intervenir une dessalure locale pour justifier l'importance de cette nappe dessalée.

Les mesures mensuelles des précipitations relevées aux Iles Ellice (Funafuti 8°31 S, 179°13 E), Wallis (13°14 S, 176°10 W) et Samoa (Apia 13°48 S, 171°47 W, Pago-Pago 14°20 S, 170°43 W), montrent que le maximum de pluies a lieu généralement en décembre-janvier. D'après HIRSH et MONTGOMERY (1972), un minimum de salinité homogène peut apparaître localement trois mois après une période de précipitation marquée, ce qui dans le cas général se produirait donc en mars-avril. En 1970, au contraire, les données pluviométriques des stations ci-dessus indiquent que le maximum de précipitation a eu lieu en mars, ce qui dans l'hypothèse précédente, ferait apparaître une dessalure superficielle locale en juin-juillet, concordant bien avec les mesures de salinité de la croisière *DANAÏDES*.

En résumé, entre 180° et 160° W, il apparaît une dessalure locale qui se superpose, en la renforçant, à celle que le contre-courant équatorial sud transporte; sa date d'apparition dépend de la saison des pluies observée dans la région.

2. Les eaux dessalées superficielles au nord de la Polynésie.

Les mesures faites fin 1961 (fig. 4) font apparaître entre 140° W et 155° W et de l'équateur à 10° S une zone où la salinité s'abaisse de 35,5 ‰ à 35,3 ‰; cette zone semble reliée par continuité aux eaux de faible salinité du Pacifique nord. L'origine de cette eau n'est pas claire.

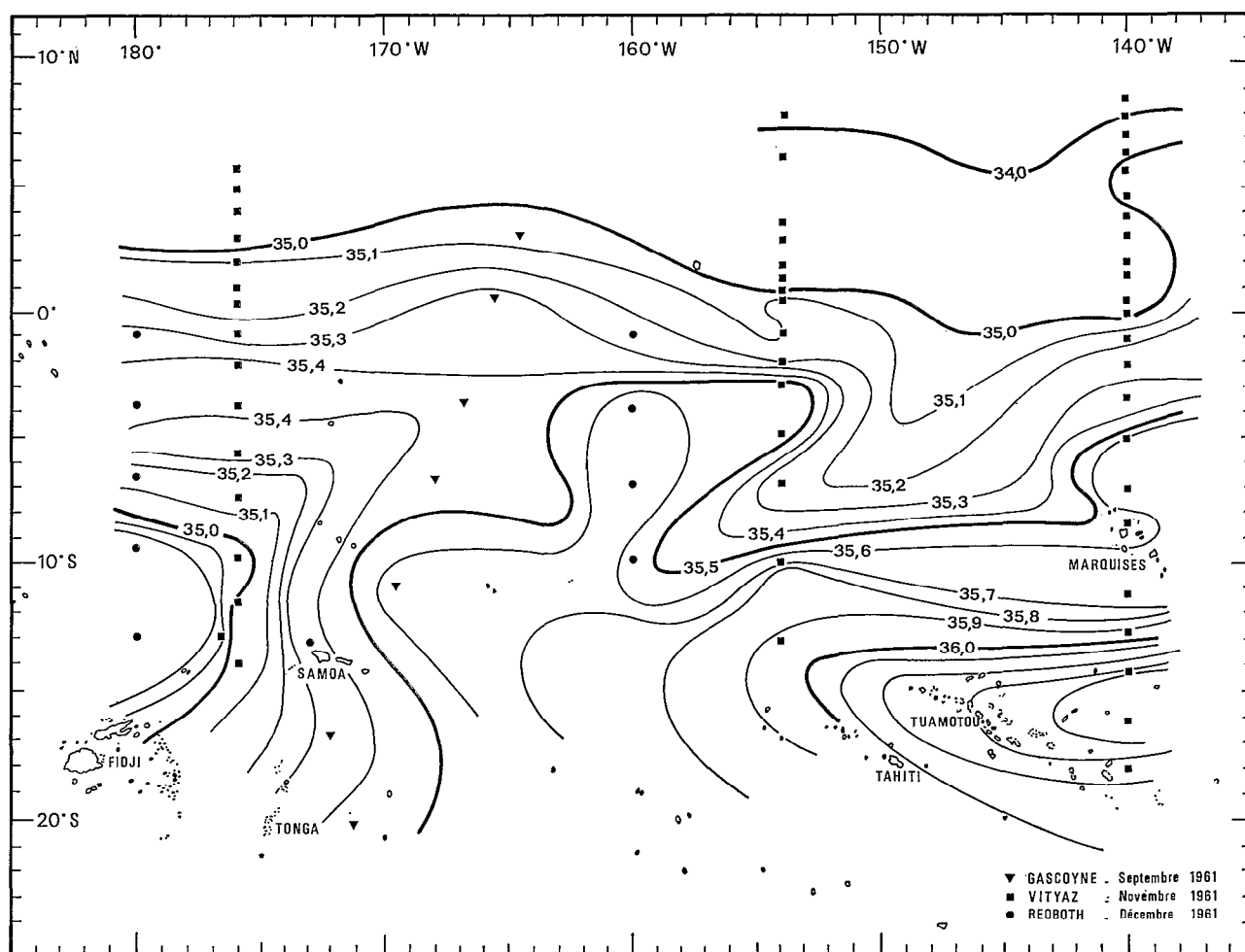


Fig. 4. — Salinité superficielle de septembre à décembre 1961 dans le Pacifique tropical sud à partir des données du *GASCOYNE* (septembre 1961), *VITYAZ* (novembre 1961) et *REOBOTH* (décembre 1961).

L'hypothèse de la formation sur place semble exclue. D'après TAYLOR (1973), cette zone est une des moins arrosées du Pacifique sud avec des précipitations annuelles de 500 millimètres alors qu'à la même longitude, vers 5° N, on observe 4000 millimètres et 2000 millimètres vers 15° S.

L'advection d'eau dessalée de l'est vers l'ouest ne semble possible que de mai à juillet. En effet, de février à avril, d'après TAYLOR (*op. cit.*), il apparaît un maximum de précipitation dans l'hémisphère sud vers 5° S, 90° W, maximum qui se prolonge vers l'ouest jusqu'à 140° W. C'est ce que confirme le régime pluviométrique de l'île San Cristobal (0°54 S, 89°57 W) dans l'archipel Galapagos. D'après HIRSH et MONTGOMERY (*op. cit.*), l'eau dessalée doit apparaître dans cette région en mai et, le courant équatorial favorisant son advection vers l'ouest avec une vitesse de l'ordre de 1 nœud, elle peut arriver trois mois plus tard à 140° W, c'est-à-dire en juillet. En 1967, cependant, les données pluviométriques de l'île San Cristobal indiquent que le maximum de

précipitation a eu lieu en janvier, ce qui peut expliquer la forte dessalure superficielle ($S < 34,50 ‰$) de l'équateur à 10° S et de la côte américaine à 110° W mise en évidence en février-mars par la carte de la distribution superficielle de l'Atlas Eastropac (1972).

En revanche, dans le cas général, le reste de l'année, les précipitations sont extrêmement faibles de l'équateur à 10° S et de 150° W à la côte américaine (TAYLOR, *op. cit.*) et la formation d'eau dessalée n'est pas possible dans cette région. Pendant la deuxième partie de l'année, il n'y a pas non plus de possibilité d'advection de l'est à l'ouest d'eau dessalée déjà formée car des prélèvements de surface réguliers effectués entre Tahiti et Panama pendant trois ans font apparaître de juillet à décembre vers 110° W une eau de salinité supérieure à 35,0 ‰ au sud de l'équateur; de même la distribution de la salinité superficielle en août-septembre 1967 a montré qu'à 110° W la salinité était supérieure à 35,0 ‰ au sud de l'équateur. Il faut donc envisager la formation de la zone dessalée située au nord de la Polynésie par advection de l'hémisphère nord à l'hémisphère sud. En effet, on distingue toute l'année vers 150° W, dans l'hémisphère boréal entre l'équateur et 10° N, une zone de précipitation maximum (5000 millimètres par an) (TAYLOR, *op. cit.*) et les cartes mensuelles de salinité de surface (BENNETT, 1966) montrent que cette zone est associée à une dessalure superficielle permanente. Des données recueillies entre septembre 1968 et juin 1969 au cours des croisières *CARIDE* du N.O. *CORIOLIS* (fig. 6 a et 6 b) ont montré la présence à l'équateur entre 140° W et 150° W d'une masse d'eau de salinité inférieure à 35,1 ‰ et pouvant atteindre une épaisseur de 100 mètres. Il semblerait donc qu'il y ait passage d'eau dessalée de l'hémisphère nord à l'hémisphère sud mais un tel phénomène est difficile à concevoir. En effet, la divergence équatoriale devrait repousser vers le nord les eaux de l'hémisphère nord et les empêcher de passer dans l'hémisphère sud. Cependant, comme le montrent les données de la croisière *SWAN SONG* en septembre 1961 (STROUP 1969), l'upwelling équatorial peut coexister avec la nappe dessalée (fig. 4). On peut donc imaginer que, si l'eau dessalée de l'hémisphère nord atteint l'équateur, elle peut le franchir sous l'effet de la divergence équatoriale qui lui donne une composante Sud dans l'hémisphère austral. Ce mécanisme reste néanmoins à vérifier.

En résumé, si la formation sur place de la nappe dessalée est exclue, on peut envisager sa formation par advection de l'est à l'ouest entre mai et juillet et peut-être lui donner une origine boréale le reste de l'année.

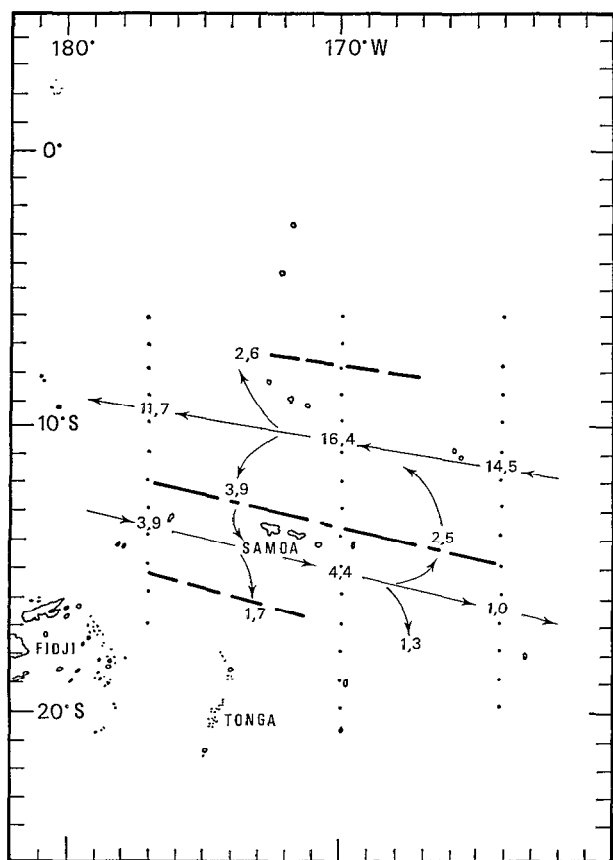


Fig. 5. - Flux géostrophiques relatifs à 1000 décibars évalués de la surface à 200 mètres de profondeur en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant la croisière *DANAÏDES*.

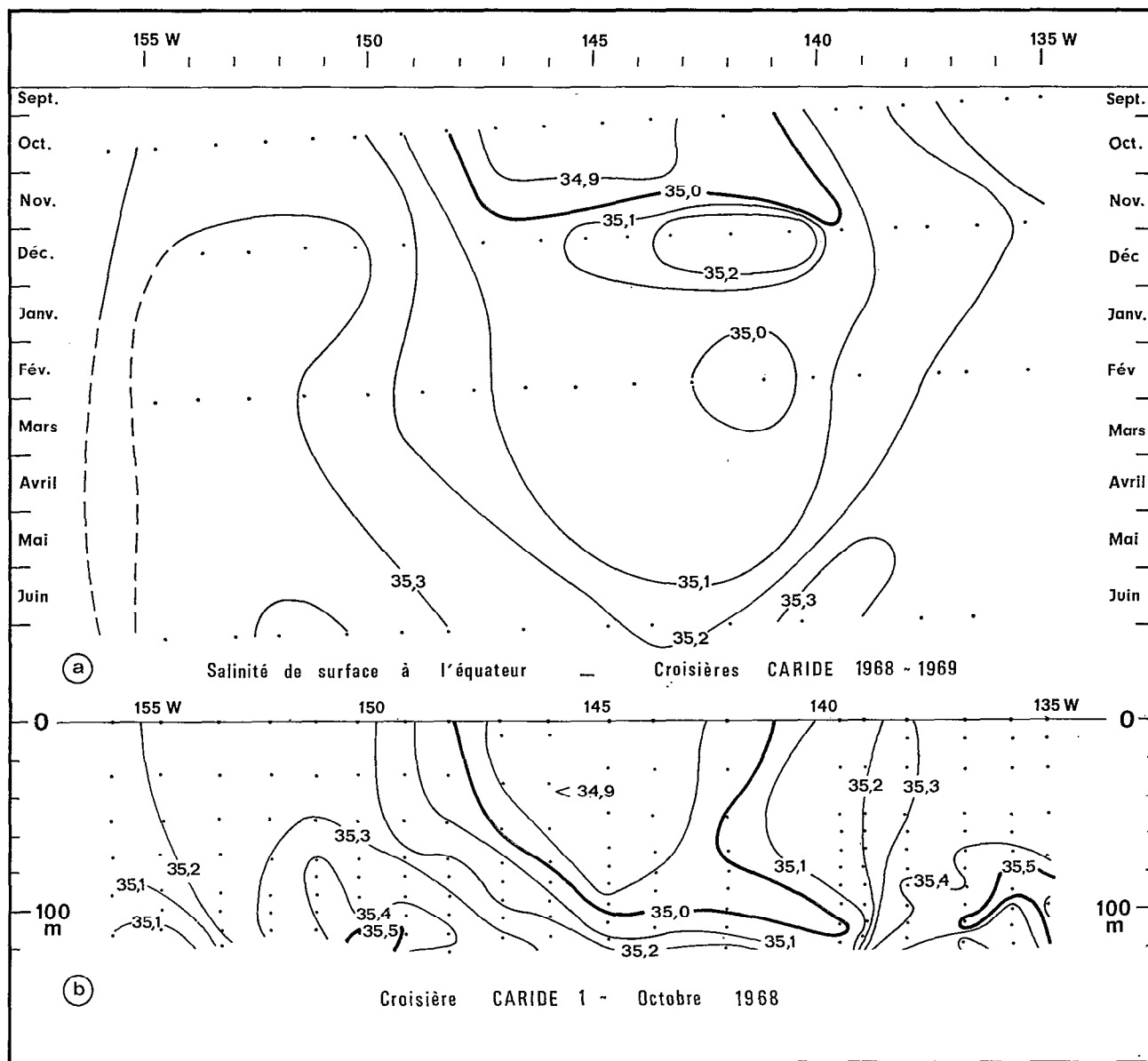


Fig. 6. — a) Salinité superficielle pendant les croisières équatoriales *CARIDE* de 135° W à 155° W et de septembre 1968 à juin 1969 ; b) Distribution verticale de la salinité pendant la croisière équatoriale *CARIDE 1* en octobre 1968.

IV. CONCLUSION.

L'hydrologie des eaux superficielles du Pacifique tropical sud-ouest est caractérisée par le contact entre les eaux subtropicales salées et celles moins salées provenant de la partie occidentale du Pacifique et du nord de la Polynésie. Cependant l'abondance et même la présence de ces masses d'eau sont étroitement liées aux conditions météorologiques régnant sur toute la zone où elles sont observées. La dessalure

superficielle dépend donc à la fois du transport advectif et des précipitations locales. L'enclave desalée du nord de la Polynésie semble également alimentée par l'arrivée d'eau boréale qui franchit l'équateur de juillet à avril suivant un mécanisme non élucidé. Cependant, la vérification du rôle de ces mécanismes et l'appréciation de leur importance respective en termes d'advection et de dilution ne pourra reposer que sur une meilleure connaissance de l'hydro-climat du Pacifique sud.

Manuscrit reçu au S.C.D. le 27 août 1974

DONNÉES UTILISÉES

| <i>Navires</i> | <i>Institutions</i> | <i>Croisières</i> | <i>Dates</i> | <i>Références</i> |
|--|-------------------------------------|------------------------------|------------------------------------|--|
| <i>GASCOYNE</i> | CSIRO Australie | G3/61 | Sept. 1961 | Oceanographical Cruise Report n° 12 |
| <i>VITYAZ</i> | Acad. des Sciences URSS | VI 34 | Nov. 1961 | National Oceanographic Data Center |
| <i>REOBOTH</i> | Naval Oceanographic Office USA | | Déc. 1961 | National Oceanographic Data Center |
| <i>ARGO</i> | Scripps Institution of Oceanography | <i>SWAN SONG</i> | Sept.-déc. 1961 | SIO, Ref 66-1 |
| <i>BURTON ISLAND</i> <i>AGASSIZ</i> | Scripps Institution of Oceanography | Burton Island <i>STYX</i> | Fév.-avril 1968 Avril-août 1968 | Data Report SIO Ref. 71-25 |
| <i>CORIOLIS</i> | Centre O.R.S.T.O.M. Nouméa | Caride 1.2.3. | Sept. 1968 Mars 1969 | Rapp. Sci. O.R.S.T.O.M. Nouméa n° 36 |
| <i>CORIOLIS</i> | Centre O.R.S.T.O.M. Nouméa | Caride 4.5.6. | Juin 1969 Déc. 1969 | Rapp. Sci. O.R.S.T.O.M. Nouméa n° 40 |
| <i>CORIOLIS</i> | Centre O.R.S.T.O.M. Nouméa | <i>DANAÏDES I</i> | Juin-juil. 1970 | Rapp. Sci. O.R.S.T.O.M. Nouméa n° 52 |
| <i>CORIOLIS</i> | Centre O.R.S.T.O.M. Nouméa | <i>ÉPONITE</i> | Août-sept. 1970 | Rapp. Sci. O.R.S.T.O.M. Nouméa n° 48 |

BIBLIOGRAPHIE

ANONYME, 1972. — Eastropac Atlas. Vol. 1 et vol. 5. US Department of Commerce.

BENNETT (E. B.), 1966. — Monthly charts of surface salinity in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Bull. Inter. Amer. Trop. TUNA Comm.* Vol. 11, n° 1 : 1-44.

DONGUY (J. R.), HENIN (C.), JARRIGE (F.), ROUGERIE (F.), 1974. — Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique Central sud. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.* Vol. 12 n° 2 : 129-139.

HIRES (R. J.), MONTGOMERY (R. B.), 1972. — Navifacial temperature and salinity along the Track from Samoa to Hawaii, 1957-1965. *J. Mar. Res.* Vol. 30, n° 2 : 177-200.

MERLE (J.), ROTSCHI (H.), VOITURIEZ (B.), 1969. — Zonal circulation in the tropical western South Pacific.

in « Perspectives in Fisheries Oceanography » *Jap. Soc. Fish. Oceanogr.* : 91-98.

REID (J. L.), 1969. — Sea surface temperature, salinity and density of the Pacific Ocean in Summer and in Winter. *Deep Sea Res. Suppl.* Vol. 16 : 215-224.

STROUP (E. D.), 1969. — The thermostat of the 13 °C water in the Equatorial Pacific Ocean. P. H. D. Thesis, Baltimore.

SVERDRUP (H. V.), JOHNSON (M. W.), FLEMING (R. H.), 1942. — The Ocean. Prentice Hall-Englewood Cliff NJ. 1087 p.

TAYLOR (R. C.), 1973. — An Atlas of Pacific islands rainfall. Data Report n° 25. IIG 73-9 Hawaii. Institute of Geophysics, University of Hawaii.